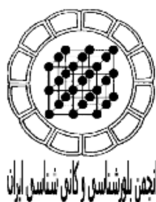


مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۸، از صفحهٔ ۶۴۹ تا ۶۶۶

شیمی کانی، دما-فشارسنجی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی نوکه در شمال سمنان (ایران مرکزی)

سعید کامران[1]، احمد احمدی خلجی*[1]، مهدی رضائی کهخائی[2]، زهرا طهماسبی [1]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۶/۱۸، نسخه نهایی: ۹۷/۱۰/۲۶)

چکیده: توده نفوذی نوکه در شمال شهرستان سمنان رخنمون دارد. این توده با ترکیب مونزونیت-کوارتز مونزونیت و گرانیت-گرانودیوریت، درون توف‌های آهکی ائوسن نفوذ کرده و براثر دگرگونی مجاورتی باعث تشکیل اسکارن آهن‌دار (از نوع مگنتیت) درون آن‌ها شده است. پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن کانی‌های سازنده توده نفوذی نوکه هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت‌های گرانوفیری و میرمکیتی نیز از بافت‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها به شمار می‌روند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، توده نفوذی نوکه متاآلومین تا پرآلومین بوده و از سری ماگمایی نیمه قلیایی و آهکی قلیایی و نوع I است. داده‌های به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید، آمفیبول‌ها از نوع ادنیت، بیوتیت‌ها از نوع منیزیم‌دار و پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا لابرادوریت هستند. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در دمای حدود ۱۱۱۰ تا ^{o}C ۱۱۶۰، آمفیبول‌ها در دمای حدود ^{o}C ۷۰۰، بیوتیت‌ها در دمای بالای ^{o}C ۸۰۰ و پلاژیوکلازها در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. ماهیت آهکی قلیایی هر سه کانی کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت، مقدار اندک عنصر تیتانیوم و غنی‌شدگی از عناصر کلسیم و سیلیسیم در ترکیب کلینوپیروکسن و تشکیل آمفیبول در یک محیط با گریزندگی اکسیژن بالا، همه نشانگر تشکیل توده نفوذی نو که در محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره هستند. بر پایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، نمونه‌های توده نفوذی بررسی‌شده در گستره کمان آتش‌فشانی برآمده از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ کره قاره‌ای ایران مرکزی جای گرفته‌اند.

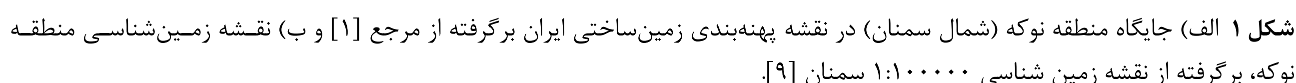
واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید؛ شیمی کانی؛ دما-فشارسنجی؛ متا آلومین؛ نوع I؛ کمان آتشفشانی؛ نوکه؛ سمنان.*

مقدمه

توده نفوذی مورد بررسی در شمال شهر سمنان قرار دارد. بر پایه پهنه‌بندی زمین ساختاری [۱]، منطقه سمنان در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱ الف). صمدی [۲] توده‌های نفوذی منطقه را برآمده از نظریه فرورانش نئوتتیس و سرانجام برخورد دو قطعه ایران و عربستان می‌داند. شاه حسینی [۳] با توجه به جایگاه زمین‌شناسی منطقه، فرضیه فرورانش را بعید می‌داند و یک موقعیت حوضه پشت قوس را که در مراحل اولیه تکاملی خود قرار دارد در نظر می‌گیرد. قیاسوند [۴] معتقد است که معادن اسکارن آهن شمال سمنان در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی نوکه به درون توف‌های آهکی ائوسن تشکیل‌شده‌اند. با توجه به اینکه منطقه مورد بررسی میان دو پهنه ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار گرفته و دو فرضیه کرانه فعال قاره‌ای و حوضه پشت قوس برای این منطقه مطرح شده است و تاکنون پژوهشی در ارتباط با شیمی‌کانی و دما-فشارسنجی این توده نفوذی انجام نگرفته است، در این پژوهش با استفاده از نتایج مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی توده نفوذی نوکه بررسی می‌شود.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۲۰، پست الکترونیکی: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

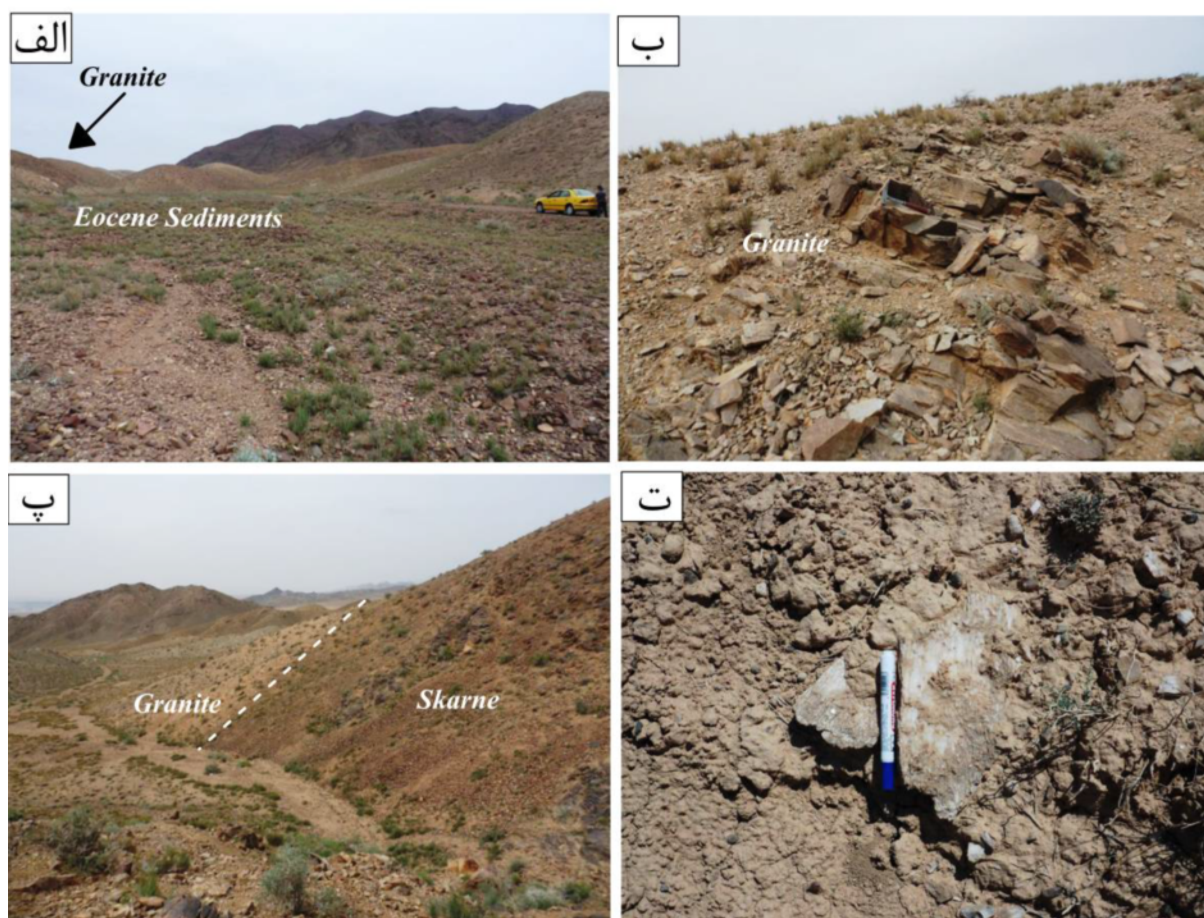


شکل ۱ الف) جایگاه منطقه نوکه (شمال سمنان) در نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساختی ایران برگرفته از مرجع [۱] و ب) نقـشه زمـین‌شناسـی منطقـه نوکه، برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان [۹].

زمین‌شناسی

در مناطق سمنان، دامغان و جام، نواحی واقع در قسمت شـمال غربی گسل سمنان (عطاری) وابسته بـه پهنـه البـرز مرکـزی و مناطق واقع در قسمت جنوب شرقی این گسل (از جمله بخش-های شمالی شهرستان سمنان) وابسته به پهنـه ایـران مرکـزی هـستند [۱، ۵-۸]. چیرگـی سـنگی در منطقـه بـا سـنگ‌هـای آتشفشانی، رسوبی- آتشفشانی و رسـوبی اسـت کـه در منطقـه مورد بررسی به صورت یـک سـری از واحـدهای چینـه‌شناسـی ژوراسیک تـا کـواترنری دیـده مـی‌شـوند (شـکل ۱ ب) [۶، ۹]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به طور کلی شامل آندزیت، تراکی-آنـدزیت، تراکیـت، داسـیت و ریوداسـیت هـستند. واحـدهای آتشفشانی- رسوبی موسوم به سازند کرج به سن ائوسـن میـانی هستند که توده نفوذی نوکه به سـن احتمـالی الیگوسـن درون این مجموعه آتشفشانی- رسوبی نفوذ کرده و در اثـر دگرگـونی مجاورتی باعث تشکیل اسکارن آهن از نوع مگنتیت درون آن‌ها شده است (شکل‌های ۲ الف تا پ). افزون بر این، گاهی دایـک-هایی با ترکیب شیمیایی تراکی بازالت و تراکی آندزیت بـازالتی با رونـد تقریبـی شـمالی- جنـوبی و ضـخامت کمتـر از ۲ متـر واحدهای سـنگی یـاد شـده را قطـع مـی‌کننـد [۲]. واحـدهای رسوبی شامل مارن‌های سازند شمشک، آهـک‌هـای سـازندهای دلیچای و تیزکوه، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومراهای کرتاسـه تـا میوسن و گچ و رسوبات آبرفتی ائوسـن- الیگوسـن و کـواترنری هستند (شکل ۲ ت). نبوی [۹] با مشاهده قطعات دگرگـونی از جنس شیست درون رسوبات سازندهای باروت و کهر، پی‌سـنگ منطقه را از نوع دگرگونی در نظر می‌گیرد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]



شکل ۲ تصاویر صحرایی از منطقه نوکه (شمال سمنان): الف) دورنمایی از نفوذ توده نوکه به درون تشکیلات رسوبی- آتشفشانی ائوسن (دید به سمت شمال شرق)، ب) نمایی نزدیک از توده نفوذی نوکه (دید به سمت شمال)؛ پ) مرز توده نفوذی با اسکارن (دید به سمت شمال غرب) و ت) نمایی نزدیک از سنگ گچ های ائوسن- الیگوسن.

روش انجام پژوهش

طی بازدیدهای صحرایی، ۳۰ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از توده نفوذی نوکه برداشت شد. سپس کانی-شناسی و روابط بافتی آنها به دقت بررسی گردید و ۱۴ نمونه از این سنگ‌ها که کمترین دگرسانی را داشتند برای شناسایی عنصرهای اصلی، به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و عنصرهای فرعی، کمیاب و خاکی، به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، به آزمایشگاه ALS-CHEMEX کشور کانادا ارسال شدند [۱۰]. دقت اندازه‌گیری برای همه عناصر اصلی در حد ۰/۰۱ درصد وزنی و بیشینه دقت اندازه‌گیری در گروه عناصر جزئی برای عناصر Cr، Li و Tl برابر با ppm ۱۰ بود. به منظور تجزیه نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های قابل توجه در این سنگ‌ها، ۲ مقطع نازک صیقلی به دانشگاه اسلو در کشور نروژ ارسال شدند. طی این مرحله، ۱۴ نقطه از کانی کلینوپیروکسن، ۵ نقطه از کانی آمفیبول، ۷ نقطه از کانی بیوتیت و ۱۲ نقطه از کانی پلاژیوکلاز در شرایط ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۱۵ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه، دقت ۰/۰۱ درصد وزنی و قطر پرتو متمرکز ۱۰ میکرومتر برای پلاژیوکلاز و ۵-۲ میکرومتر برای سایر کانی‌ها تجزیه شدند (جدول ۱ تا ۴).

سنگ‌نگاری

توده نفوذی نوکه از نظر سنگ‌نگاری از دو نوع مختلف شامل مونزونیت- کوارتزمونزونیت و گرانیت- گرانودیوریت تشکیل شده است که در زیر روابط بافتی و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها ارائه می‌شود.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در توده نفوذی نوکه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن انجام شده است.

نمونه	GAF 30					GAF 34								
Cpx	Cpx 1		Cpx 2		Cpx 3	Cpx 1			Cpx 2				Cpx 3	
جایگاه	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**لبه**	**مرکز**	**لبه**	**لبه**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**لبه**	**لبه**	**لبه**	**مرکز**
SiO_2	۵۳٫۲۳	۵۳٫۳۰	۵۳٫۲۰	۵۴٫۴۴	۵۴٫۵۹	۵۴٫۱۹	۵۳٫۳۸	۵۳٫۶۸	۵۳٫۶۳	۵۴٫۴۴	۵۲٫۹۱	۵۳٫۹۱	۵۳٫۹۱	۵۳٫۳۰
TiO_2	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۷
Al_2O_3	۰٫۵۲	۰٫۴۶	۰٫۳۶	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۴۵	۰٫۴۳	۰٫۴۰	۰٫۱۵	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۲۹	۰٫۶۹
Cr_2O_3	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۱۱
FeO	۱۰٫۲۲	۱۰٫۰۳	۹٫۹۴	۶٫۴۶	۵٫۹۴	۵٫۹۹	۸٫۸۰	۸٫۹۷	۹٫۶۵	۵٫۶۷	۹٫۰۶	۶٫۱۹	۷٫۰۸	۸٫۴۰
MnO	۰٫۸۳	۰٫۶۸	۰٫۶۱	۰٫۴۴	۰٫۲۹	۰٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۶۸	۰٫۰۸	۰٫۳۹	۰٫۱۰	۰٫۴۶	۰٫۰۵
MgO	۱۳٫۱۳	۱۳٫۷۲	۱۳٫۶۳	۱۵٫۲۱	۱۵٫۶۱	۱۵٫۴۵	۱۴٫۲۵	۱۴٫۳۵	۱۴٫۰۰	۱۵٫۲۰	۱۳٫۹۲	۱۴٫۹۹	۱۵٫۰۳	۱۳٫۵۷
CaO	۲۱٫۹۰	۲۲٫۲۴	۲۲٫۳۶	۲۳٫۵۰	۲۲٫۷۵	۲۳٫۸۵	۲۲٫۸۳	۲۲٫۵۶	۲۱٫۹۴	۲۴٫۹۱	۲۲٫۳۳	۲۳٫۹۹	۲۲٫۹۲	۲۲٫۷۰
Na_2O	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۲۴	۰٫۳۷	۰٫۸۰	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۳۰	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۱٫۱۱
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۷٫۷۱	۹۹٫۱۹	۹۹٫۱۵	۹۹٫۲۹	۹۹٫۱۹	۹۹٫۱۶	۹۹٫۰۵	۱۰۰٫۹۶	۱۰۰٫۶۸	۱۰۰٫۶۹	۹۹٫۳۵	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۱۵	۱۰۰٫۱۰
کاتیون ها														
Si	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۲٫۰۰	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۷
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۹
Fe^{2+}	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۷
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۳	۰٫۷۶	۰٫۷۶	۰٫۸۳	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۰٫۷۸	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۷۵
Ca	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۸۹	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۹۸	۰٫۹۰	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۰٫۹۰
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۸
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
پارامترها														
								۴۰٫۸۹	۴۰٫۱۶	۴۲٫۳۴	۴۰٫۱۲	۴۲٫۸۵	۴۳٫۰۰	۴۱٫۲۲
Fs	۱۶٫۱۸	۱۳٫۹۳	۱۴٫۵۲	۹٫۰۴	۷٫۰۰	۷٫۵۹	۱۲٫۲۳	۱۲٫۸۹	۱۴٫۶۰	۷٫۷۷	۱۳٫۶۰	۷٫۸۷	۹٫۸۷	۹٫۲۱
Wo	۴۵٫۷۰	۴۶٫۳۱	۴۶٫۲۶	۴۷٫۸۶	۴۷٫۵۸	۴۸٫۶۱	۴۶٫۹۸	۴۶٫۲۲	۴۵٫۲۴	۴۹٫۸۹	۴۶٫۲۸	۴۹٫۲۸	۴۷٫۱۲	۴۹٫۵۷
X_{PT}	۴۰٫۴۰	۴۰٫۷۱	۴۰٫۷۴	۴۱٫۰۶	۴۰٫۵۵	۴۱٫۰۳	۴۰٫۷۹	۴۰٫۹۱	۴۰٫۷۲	۴۱٫۵۱	۴۰٫۳۸	۴۰٫۷۶	۴۰٫۷۲	۳۹٫۹۱
Y_{PT}	-۲۶٫۷۳	-۲۷٫۲۱	-۲۷٫۱۵	-۲۹٫۷۸	-۳۰٫۲۰	-۳۰٫۰۱	-۲۸٫۰۸	-۲۸٫۰۵	-۲۷٫۵۲	-۳۰٫۳۲	-۲۷٫۵۵	-۲۹٫۸۰	-۲۹٫۱۹	-۲۸٫۰۳

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی آمفیبول در توده نفوذی نوکه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه.

نمونه	GAF 30		GAF 34		
Amph	Amph 1		Amph 1		
جایگاه	مرکز	مرکز	لبه	مرکز	مرکز
SiO_2	۵۰٫۴۱	۴۸٫۸۲	۵۲٫۵۹	۵۲٫۷۲	۵۳٫۰۶
TiO_2	۰٫۹۴	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۳	۰٫۷۱
Al_2O_3	۴٫۸۳	۴٫۹۳	۳٫۶۶	۳٫۱۰	۳٫۱۶
FeO	۱۲٫۳۹	۱۳٫۶۷	۷٫۰۱	۶٫۹۹	۷٫۹۳
MnO	۰٫۴۷	۰٫۴۱	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۲۰
MgO	۱۵٫۳۳	۱۴٫۹۴	۱۹٫۱۶	۱۸٫۹۸	۱۸٫۳۹
CaO	۱۱٫۴۰	۱۱٫۱۱	۱۱٫۴۹	۱۲٫۲۹	۱۲٫۴۳
Na_2O	۲٫۴۵	۲٫۷۱	۲٫۲۰	۲٫۰۴	۱٫۷۷
K_2O	۰٫۴۷	۰٫۵۱	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۳۰
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۸٫۶۹	۹۸٫۰۹	۹۷٫۵۵	۹۷٫۴۸	۹۷٫۹۵
کاتیون ها					
Si	۷٫۲۵	۷٫۱۰	۷٫۴۲	۷٫۴۹	۷٫۵۲
Al^{IV}	۰٫۷۵	۰٫۸۵	۰٫۵۸	۰٫۵۱	۰٫۴۸
Al^{VI}	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵
Ti	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۲۰	۰٫۴۳	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۱٫۲۹	۱٫۲۳	۰٫۶۳	۰٫۸۳	۰٫۹۴
Mn	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۳٫۲۹	۳٫۲۴	۴٫۰۳	۴٫۰۲	۳٫۸۹
Ca	۱٫۷۶	۱٫۷۳	۱٫۷۴	۱٫۸۷	۱٫۸۹
Na	۰٫۶۸	۰٫۷۶	۰٫۶۰	۰٫۵۶	۰٫۴۹
K	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵
OH*	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
مجموع	۱۷٫۵۳	۱۷٫۵۹	۱۷٫۴۱	۱۷٫۴۶	۱۷٫۴۱
پارامترها					
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۸۶	۰٫۸۳	۰٫۸۱
Fe/Fe+Mg	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۹

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی بیوتیت در توده نفوذی نوکه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۲۲ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه.

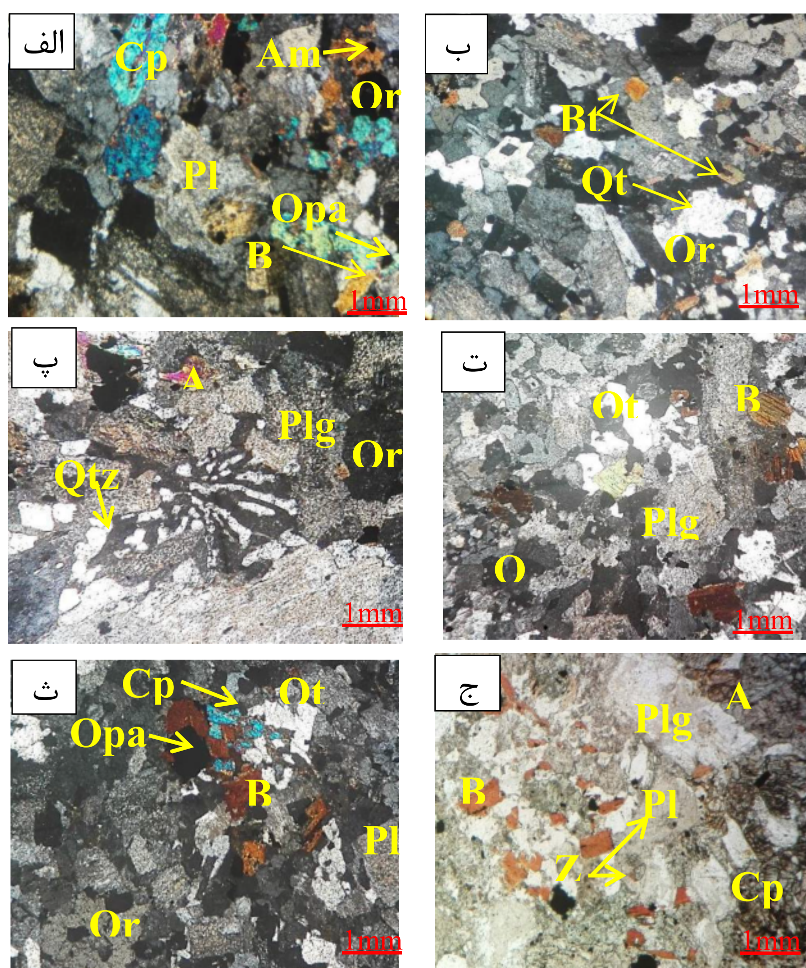
نمونه	GAF 30			GAF 34			
Bt	Bt 1	Bt 2	Bt 3	Bt 1	Bt 2		Bt 3
Location	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**
SiO_2	۳۹٫۵۶	۳۹٫۴۳	۳۹٫۷۱	۳۹٫۴۲	۳۹٫۲۷	۳۹٫۷۱	۳۹٫۷۸
TiO_2	۵٫۴۲	۴٫۶۲	۴٫۸۸	۵٫۱۱	۵٫۱۳	۵٫۱۶	۵٫۱۱
Al_2O_3	۱۲٫۶۹	۱۳٫۰۲	۱۲٫۹۹	۱۲٫۷۶	۱۲٫۷۶	۱۲٫۸۳	۱۲٫۶۱
FeO	۸٫۳۸	۸٫۸۹	۸٫۲۶	۹٫۱۰	۹٫۱۶	۹٫۲۱	۸٫۷۳
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۵
MgO	۱۹٫۵۵	۱۹٫۴۲	۱۹٫۷۶	۱۹٫۲۰	۱۹٫۲۵	۱۹٫۰۵	۱۹٫۳۶
CaO	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۳۰	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۴۸
K_2O	۹٫۸۵	۹٫۸۶	۱۰٫۰۳	۹٫۷۵	۹٫۸۳	۹٫۶۱	۹٫۷۳
Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Li_2O^*	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
H_2O^*	۴٫۱۶	۴٫۱۴	۴٫۱۷	۴٫۱۴	۴٫۱۴	۴٫۱۶	۴٫۱۵
مجموع	۱۰۰٫۰۰	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۹۵	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۰۰
کاتیون ها							
Si	۵٫۷۱	۵٫۷۱	۵٫۷۲	۵٫۷۱	۵٫۶۹	۵٫۷۳	۵٫۷۴
Al^{IV}	۲٫۱۶	۲٫۲۲	۲٫۲۰	۲٫۱۸	۲٫۱۸	۲٫۱۸	۲٫۱۵
Al^{VI}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ti	۰٫۵۹	۰٫۵۰	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe	۱٫۰۱	۱٫۰۸	۰٫۹۹	۱٫۱۰	۱٫۱۱	۱٫۱۱	۱٫۰۵
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mg	۴٫۲۰	۴٫۱۹	۴٫۲۴	۴٫۱۴	۴٫۱۶	۴٫۱۰	۴٫۱۶
Li^*	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳
K	۱٫۸۱	۱٫۸۲	۱٫۸۴	۱٫۸۰	۱٫۸۲	۱٫۷۷	۱٫۷۹
OH^*	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
مجموع	۱۹٫۵۷	۱۹٫۶۵	۱۹٫۶۳	۱۹٫۶۰	۱۹٫۶۳	۱۹٫۵۷	۱۹٫۵۹
پارامترها							
FeO^* (FeO_{tot})	۸٫۳۸	۸٫۸۹	۸٫۲۶	۹٫۱۰	۹٫۱۶	۹٫۲۱	۸٫۷۳
Mg/Mg+Fe	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۸۱	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۸۰

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز در توده نفوذی نوکه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه.

نمونه	GAF 30						GAF 34					
Plg	Plg 1				Plg 2		Plg 1					
Location	**لبه**	**لبه**	**مرکز**	**لبه**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**	**لبه**	**مرکز**	**مرکز**	**مرکز**
SiO_2	۶۱٫۳۰	۵۷٫۵۱	۵۷٫۰۸	۶۵٫۳۴	۵۶٫۸۵	۵۶٫۶۶	۵۷٫۱۹	۵۵٫۵۹	۶۲٫۱۶	۵۵٫۹۷	۵۵٫۶۴	۵۳٫۸۷
TiO_2	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Al_2O_3	۲۴٫۳۵	۲۷٫۲۴	۲۷٫۳۷	۲۱٫۹۴	۲۷٫۴۶	۲۷٫۶۶	۲۶٫۹۸	۲۷٫۸۷	۲۴٫۰۱	۲۷٫۶۴	۲۷٫۸۷	۲۸٫۷۳
FeO	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۱۴	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۱۷	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۳۴
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
CaO	۵٫۸۶	۹٫۱۵	۹٫۵۷	۲٫۹۲	۹٫۵۴	۹٫۸۰	۹٫۱۵	۱۰٫۴۶	۵٫۴۹	۱۰٫۲۰	۱۰٫۰۷	۱۱٫۷۴
Na_2O	۸٫۲۶	۶٫۴۷	۶٫۳۶	۹٫۷۴	۶٫۰۶	۵٫۹۸	۶٫۳۰	۵٫۶۵	۸٫۵۳	۶٫۰۰	۵٫۸۸	۴٫۹۴
K_2O	۰٫۴۰	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۷۹	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۴۲	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۰
مجموع	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۹۶	۱۰۰٫۹۰	۱۰۰٫۷۰	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۲۶	۱۰۰٫۷۹	۱۰۰٫۳۹	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۸۴
کاتیون ها												
Si	۲٫۷۲	۲٫۵۶	۲٫۵۵	۲٫۸۶	۲٫۵۴	۲٫۵۳	۲٫۵۶	۲٫۵۰	۲٫۷۴	۲٫۵۲	۲٫۵۱	۲٫۴۴
Al	۱٫۲۷	۱٫۴۳	۱٫۴۴	۱٫۱۳	۱٫۴۵	۱٫۴۶	۱٫۴۳	۱٫۴۸	۱٫۲۵	۱٫۴۶	۱٫۴۸	۱٫۵۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۲۸	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۱۴	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۵۰	۰٫۲۶	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۷
Na	۰٫۷۱	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۸۳	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۴۹	۰٫۷۳	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۴۳
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
مجموع	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۲	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۲	۵٫۰۲	۵٫۰۱
پارامترها												
Or	۲٫۲۴	۱٫۳۰	۱٫۳۸	۴٫۳۹	۲٫۰۲	۱٫۶۵	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۲٫۳۲	۱٫۲۷	۱٫۴۹	۱٫۱۳
Ab	۷۰٫۲۱	۵۵٫۳۸	۵۳٫۸۵	۸۲٫۰۲	۵۲٫۳۸	۵۱٫۵۹	۵۴٫۴۷	۴۸٫۶۰	۷۲٫۰۶	۵۰٫۹۲	۵۰٫۶۲	۴۲٫۷۶
An	۲۷٫۵۵	۴۳٫۳۲	۴۴٫۷۷	۱۳٫۵۸	۴۵٫۶۰	۴۶٫۷۶	۴۳٫۷۳	۴۹٫۶۹	۲۵٫۶۱	۴۷٫۸۱	۴۷٫۸۹	۵۶٫۱۱

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

مونزونیت- کوارتزمونزونیت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و خاکستری مایل به صورتی بوده و بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بیوتیت در آن‌ها قابل شناسایی هستند. ارتوکلاز و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی مونزونیت‌ها هستند و این سنگ‌ها اغلب بافت دانه‌ای نشان می‌دهند. برخی از کانی‌های ارتوکلاز به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها با حجم ۳۰ تا ۵۰ درصد، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل چندریختی هستند و بیشتر در اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. این نمونه‌ها دارای کانی‌های فرعی کلینوپیروکسن به حجم کمتر از ۵ درصد و بیوتیت به حجم کمتر از ۳ درصد هستند (شکل ۳ الف). بیوتیت‌ها اغلب بی-شکل تا شکل‌دار، دارای چندرنگی قهوه‌ای و رخ یک جهتی هستند که در برخی نمونه‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها با حجم کمتر از ۵ درصد، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند که گاهی آثار دگرسانی به کلریت و اپیدوت را نشان می‌دهند. برخی از نمونه‌های مونزونیتی با ۳۰ تا ۵۰ درصد حجمی ارتوکلاز، دارای ۱۵ درصد حجمی کوارتز خلیجی شکل هستند که نشانگر ترکیب کوارتزمونزونیتی است؛ این نمونه‌ها دارای اندکی کانی فرعی بیوتیت هستند (شکل ۳ ب). در مقاطع این نمونه‌های سنگی، افزون بر حضور بلورهای مجزای کوارتز، همرشدی کرمی شکل کوارتز در فلدسپار قلیایی بافت گرانوفیری نیز ایجاد کرده است (شکل ۳ پ). همچنین در نمونه‌های درشت ارتوکلاز میانبارهایی از آپاتیت دیده می‌شود.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی نوکه: الف) بافت دانه‌ای در نمونه‌های مونزونیتی به همراه کانی‌های ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت (XPL)؛ ب) بافت گرانولار در نمونه‌های کوارتزمونزونیتی به همراه کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز خلیجی شکل و بیوتیت (XPL)؛ پ) بافت گرانوفیری در نمونه‌های کوارتزمونزونیتی (XPL)؛ ت) کانی کوارتز با بافت خلیجی و کانی بیوتیت در نمونه‌های گرانودیوریتی (XPL)؛ ث) بافت گرانولار در نمونه‌های گرانودیوریتی به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز و کانی‌های فرعی کلینوپیروکسن و بیوتیت (XPL)؛ ج) کانی‌های فرعی بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های تیره به همراه میانبارهایی از کانی زیرکن در بلور پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانودیوریتی (PPL).

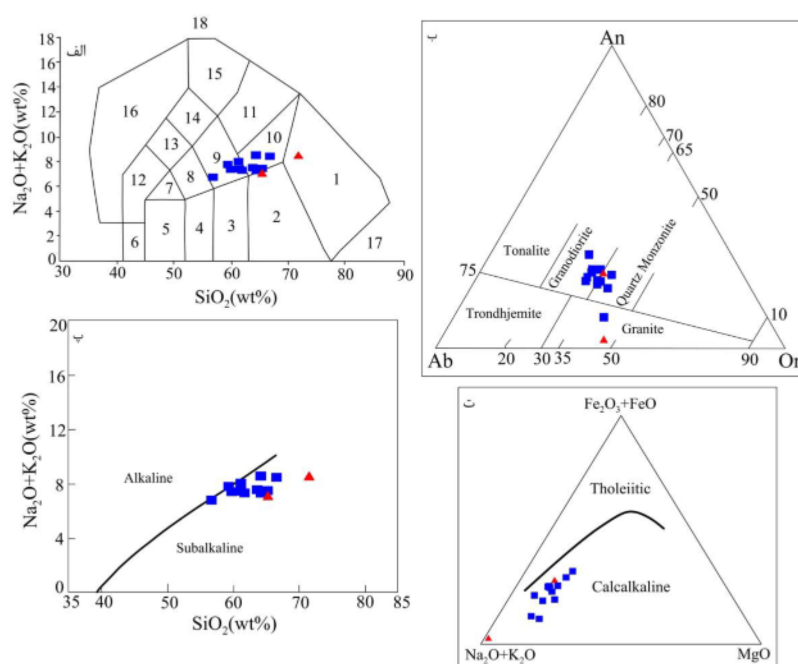
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

گرانیت- گرانودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید مایل به صورتی تا خاکستری متمایل به سبز و خاکستری تیره بوده و بلورهای فلدسپار، کوارتز و بیوتیت در آن‌ها قابل شناسایی هستند. در مقاطع میکروسکوپی، نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دارای کانی‌های اصلی کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز هستند و اغلب بافت دانه‌ای نشان می‌دهند. کانی کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی، به صورت بی‌شکل، شفاف و گاهی با خاموشی موجی بوده که در برخی نمونه‌ها دارای بافت خلیجی است. ارتوکلازها اغلب بی‌شکل تا نیمه-شکل‌دار با ماکل کارلسباد دیده می‌شوند. کانی فرعی بیوتیت با حجم کمتر از ۵ درصد در این نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت). نمونه‌های گرانودیوریتی از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز با بافت اصلی دانه‌ای تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل چندریختی هستند و در اثر دگرسانی گاهی به سریسیت و سوسوریت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ث). از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها که هر یک کمتر از ۵ درصد حجمی نمونه‌ها را به خود اختصاص می‌دهند می‌توان به کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های تیره اشاره کرد. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی بوده که در برخی نمونه‌ها در اثر دگرسانی به آمفیبول تبدیل شده است. آمفیبول و بیوتیت نیز با فراوانی کلی کمتر از ۱۰ درصد، به‌صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. در نمونه‌های سالم، بلورهای پلاژیوکلاز دارای میانبارهایی از زیرکن هستند (شکل ۳ ج).

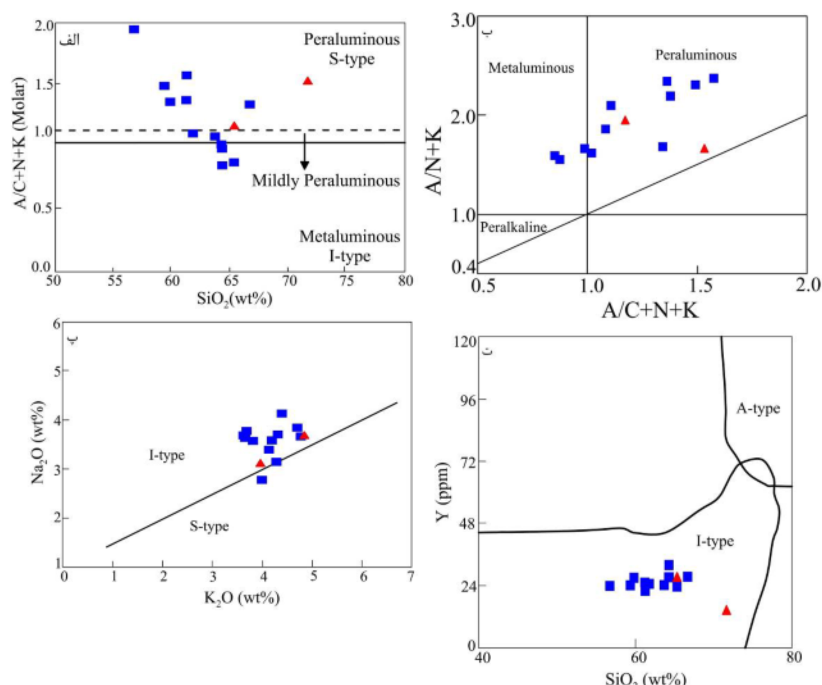
بحث و بررسی

زمین‌شیمی

ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده [۱۰] در نمودار مجموع Na_2O و K_2O نسبت به SiO_2 [۱۱] بیشتر در گستره مونزونیت و کوارتز مونزونیت و به کمتر در گستره گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند که این امر می‌تواند با فرایند جدایش و افزایش مقدار سیلیس به سمت مرکز توده سازگار باشد (شکل ۴ الف). در نمودار بهنجار آلبیت- آنورتیت- ارتوز [۱۲]، نمونه‌های مورد بررسی نیز ترکیب گرانودیوریتی، کوارتزمونزونیتی و گرانیتی نشان می‌دهند که همخوانی بسیاری با کانی‌شناسی مودال دارد (شکل ۴ ب). برای شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی از نمودار درصد وزنی SiO_2 نسبت به مجموع مقادیر Na_2O و K_2O [۱۳] استفاده شد. در این نمودار، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره نیمه قلیایی و بسیار کمتر در مرز نیمه قلیایی با قلیایی جای گرفته-اند (شکل ۴ پ) که می‌تواند به دلیل دگرنهادی قلیایی‌های جزئی نمونه‌ها رخ داده باشد. در نمودار مثلثی مجموع Fe_2O_3 و FeO، MgO و مجموع مقادیر Na_2O و K_2O [۱۳]، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی جای می‌گیرند (شکل ۴ ت). برای شناسایی شاخص اشباع از آلومینیوم (ASI)، از نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر نسبت مولار $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK) [۱۴] استفاده شد. در این نمودار، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره پرآلومین و به تعداد کمتر در گستره متاآلومین جای گرفته‌اند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK) نسبت به Al_2O_3/Na_2O+K_2O (A/NK) [۱۵]، نیز بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره پرآلومین و به تعداد کمتر در گستره متاآلومین جای گرفته‌اند (شکل ۵ ب). قرار گرفتن بیشتر نمونه‌ها در گستره پرآلومین می‌تواند به دلایلی چون دگرنهادی، تبلوربخشی آمفیبول و ذوب‌بخشی نامتجانس بیوتیت و آمفیبول برای تولید پیروکسن و اضافه شدن آلومینیوم برآمده از این فرایند به منبع متاآلومین این گرانیت‌ها باشد [۱۶]. جهت تفکیک انواع گرانیتوئیدها از نمودارهای درصد وزنی K_2O نسبت به درصد وزنی Na_2O [۱۴] و درصد وزنی SiO_2 نسبت به Y [۱۷] استفاده شد که در نمودار نخست، بیشتر نمونه‌ها در گستره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ). در نمودار دوم نیز همه نمونه‌ها در گستره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵ ت). این امر با حضور کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها و همراهی آن‌ها با سنگ‌های گابرویی همخوانی دارد [۱۸].



شکل ۴ الف و ب) جایگاه ترکیبی نمونه‌های توده نفوذی نوکه در نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۱۱]. گستره‌ها عبارتند از: ۱- گرانیت، ۲- گرانودیوریت، ۳- دیوریت، ۴- دیوریت گابرویی، ۵- گابرو، ۶- گابروی پریدوتیتی، ۷- مونزو گابرو، ۸- مونزو دیوریت، ۹- مونزونیت، ۱۰- کوارتز مونزونیت، ۱۱- سینیت، ۱۲- فوئید گابرو، ۱۳- فوئید مونزو دیوریت، ۱۴- فوئید مونزو سینیت، ۱۵- فوئید سینیت، ۱۶- فوئیدولیت، ۱۷- کوارتزولیت و ۱۸- تاویت/اورتیت/ایتالیت) و در نمودار رده‌بندی آلبیت- آنورتیت- ارتوز بهنجار [۱۲]؛ پ و ت) شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های توده نفوذی نوکه در نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 و در نمودار Fe_2O_3+FeO، MgO، Na_2O+K_2O [۱۳]. در همه نمودارها مربع نشانگر گروه مونزونیت-کوارتز مونزونیت و مثلث نشانگر گروه گرانیت-گرانودیوریت است.

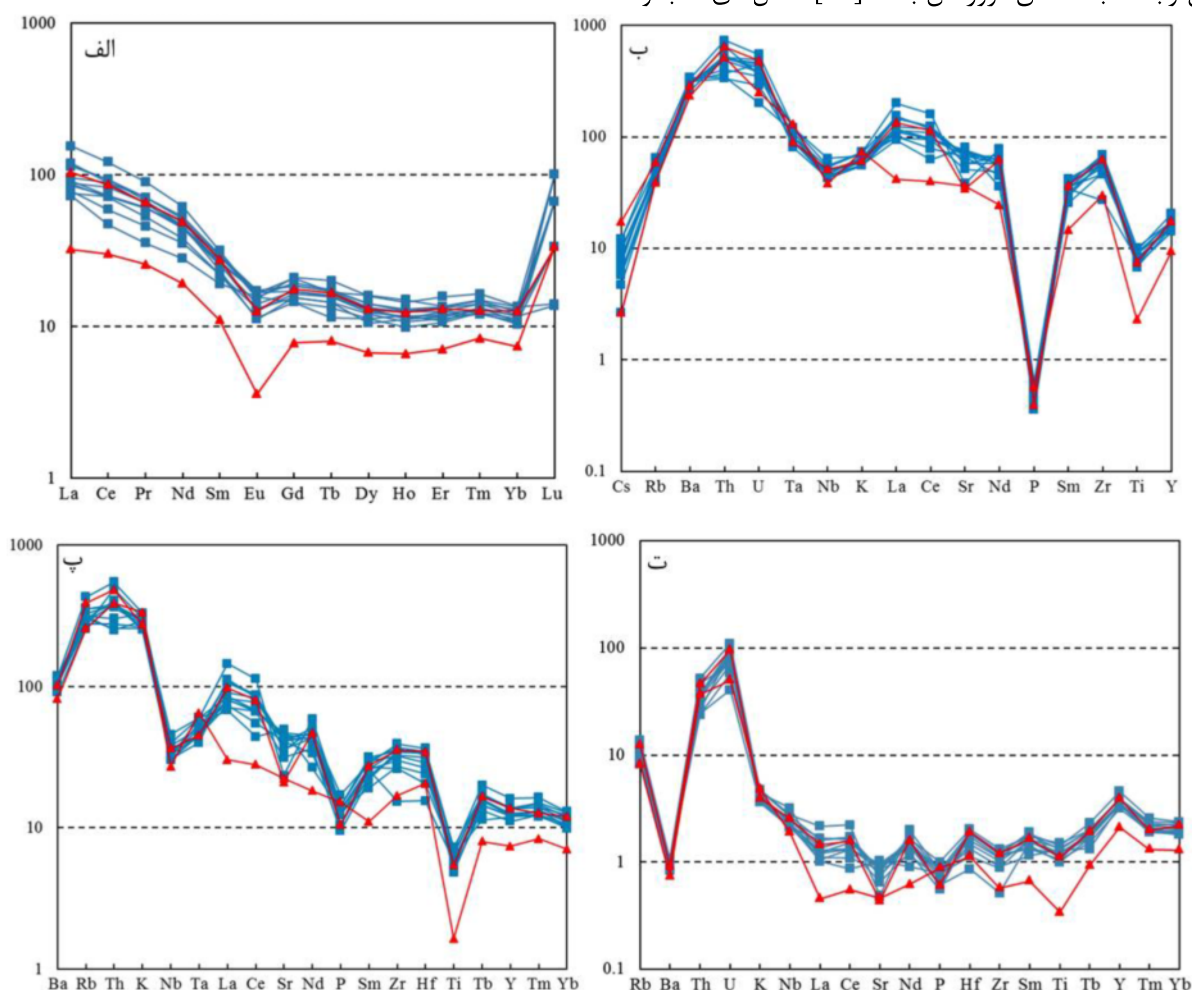


شکل ۵ الف و ب) شناسایی شاخص اشباع از آلومینیوم (ASI) برای نمونه‌های توده نفوذی نوکه در نمودار SiO_2 نسبت به A/CNK [۱۴]، و نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۱۵]؛ پ و ت) شناسایی نوع گرانیتوئید برای نمونه‌های توده نفوذی نوکه در نمودار K_2O نسبت به Na_2O [۱۴] و نمودار SiO_2 نسبت به Y [۱۷].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

بررسی نمودارهای عناصر خاکی نادر و ناسازگار

نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹] و عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۰]، کندریت [۲۱] و پوسته زیرین [۲۲] برای نمونه‌های توده نفوذی نوکه رسم شد (شکل‌های ۶ الف تا ت). نمودار شکل ۶ الف نشانگر روندی یکنواخت، مسطح و به طور کلی الگوی جدایش نیافته در توزیع عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) است، در حالی که عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) غنی-شدگی و جدایش‌یافتگی را نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی می-تواند نشان‌دهنده بالا بودن نسبت CO_2/H_2O در خاستگاه، عمق بیشتر تولید ماگما، درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته-ای در حدود ۲/۵ درصد، درجه جدایش زیاد و آلایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای [۲۴،۲۳] یا خاستگاه نسبتا غنی از عناصر قلیایی وابسته به مناطق فرورانش باشد [۲۵]. شکل‌های ۶ ب و پ نیز افزون بر جدایش و غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE، نشانگر ناهنجاری منفی عناصری چون Nb، P و Ti هستند. ناهنجاری منفی Nb و Ti به ترتیب می‌تواند مربوط به آلایش با مواد پوسته‌ای و یا تبلور فازهای کانیایی دما بالا در ابتدای تبلور ماگما چون ایلمنیت، روتیل و اسفن باشد [۲۷،۲۶]. ناهنجاری منفی P مربوط به جدایش و تبلور کانی آپاتیت است [۲۸]. همچنین در این نمودارها و نیز نمودار شکل ۶ ت، غنی‌شدگی از عناصری به شدت ناسازگار چون U، Th، K و Rb دیده می‌شود که می‌تواند نتیجه پیشرفت جدایش و افزایش مقدار آن‌ها در مذاب باشد و از طرفی از این غنی‌شدگی به عنوان آلایش پوسته‌ای یاد می‌شود [۳۰،۲۹]. ناهنجاری عناصر دیگر مانند Eu، Ba و Sr به تبلور فلدسپارها مربوط می‌شود.



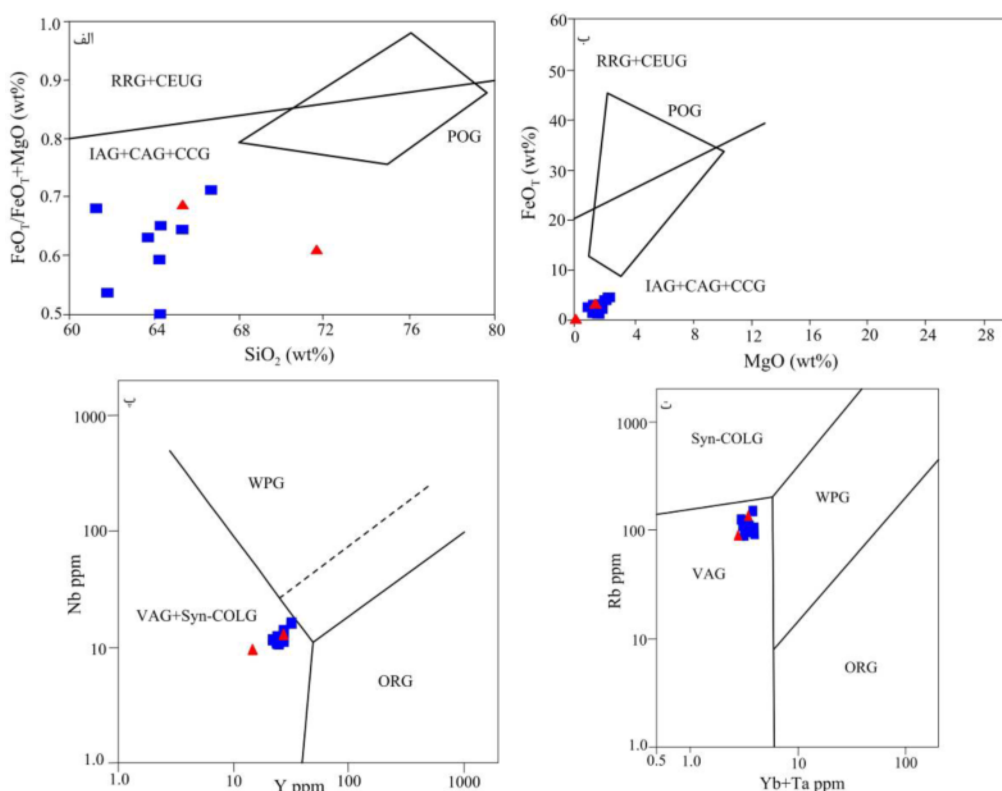
شکل ۶ نمودارهای فراوانی نمونه‌های توده نفوذی نوکه برای الف) عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹]، ب) عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۰]، پ) عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۱] و ت) عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به پوسته زیرین [۲۲]. نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

نمودار شکل ۶ ت به طور کلی روندی خطی به موازات خط ۱ را برای هر دو گروه از عناصر خاکی نادر و ناسازگار نشان می‌دهد و می‌تواند نشانگر احتمال شکل‌گیری توده نفوذی نوکه از منبع پوسته زیرین باشد. از طرف دیگر، واقع نشدن در بالای خط ۱، حضور کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها و همراهی آن‌ها با سنگ‌های گابرویی می‌تواند دخیل بودن آمیختگی مقداری از مواد گوشته‌ای را نیز در تشکیل این سنگ‌ها نشان دهد. ماهیت سنگ‌های نفوذی با غنی‌شدگی از LREE/HREEs، U، Th، K و Rb و فقیرشدگی از عناصر Eu، Sr، Nb و Ti نشانگر خاستگاه پوسته‌ای سنگ‌های توده نفوذی نوکه است. همچنین، ناهنجاری منفی عناصر Ta و Nb در این نمودارها می‌تواند نشانگر وابستگی سنگ‌های مورد بررسی به محیط وابسته به فرورانش نیز باشد [۳۱-۳۳]. ناهنجاری منفی Nb و Sr، همچنین ناهنجاری مثبت La، Th و Rb ویژه گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی قوس آتشفشانی قاره‌ای است [۳۴].

خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی نوکه از نمودارهای شناسایی گوناگون استفاده شد. در نمودارهای درصد وزنی SiO_2 نسبت به FeO_T/FeO_T+MgO و MgO نسبت به FeO_T [۱۵]، نمونه‌های مورد بررسی در رده IAG+CAG+CCG (گرانیتوئیدهای کوهزایی) جای گرفته‌اند که با آهکی قلیایی بودن و نبود کانی‌های پیروکسن و آمفیبول قلیایی در نمونه‌های مورد بررسی همخوانی دارد [۳۵] (شکل‌های ۷ الف و ب). در شناسایی انواع گرانیتوئیدهای کوهزایی، براساس نمودار Y نسبت به Nb [۳۱]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره VAG+Syn-COLG (گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد) جای گرفته‌اند (شکل ۷ پ). همچنین به منظور جدایش گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی از گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، از نمودار Yb+Ta نسبت به Rb [۳۱] استفاده شد. به این ترتیب، نمونه‌های مورد بررسی در گستره VAG (گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی) جای گرفته‌اند (شکل ۷ ت).



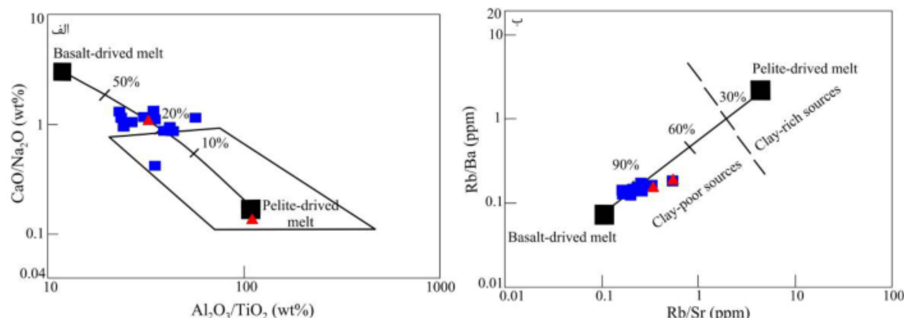
شکل ۷ جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی نوکه در نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها الف و ب) $FeO_T/(FeO_T+MgO)$ نسبت به SiO_2 و FeO_T نسبت به MgO گرانیتوئیدهای جزایر قوسی؛ Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Yb+Ta؛ گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای؛ گرانیتوئیدهای برخورد قاره ای؛ گرانیتوئیدهای پساکوهزایی؛ گرانیتوئیدهای وابسته به کافت؛ گرانیتوئیدهای از نوع خشکی زایی قاره ای؛ گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ گرانیتوئیدهای درون صفحه ای؛ گرانیتوئیدهای پشته اقیانوسی؛ گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

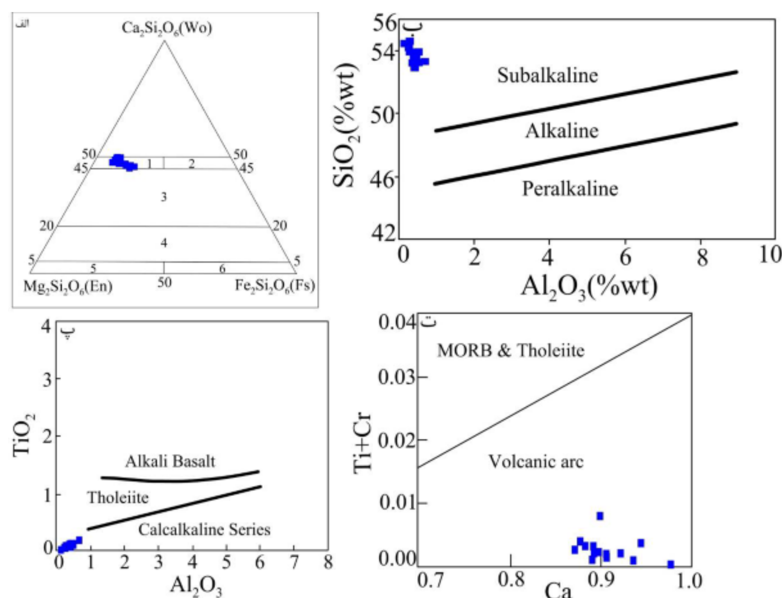
که با غنی‌شدگی عناصر Rb، K، Th و U و تهی شدگی عناصر Ti، Nb و Ta همخوانی دارد [۳۱]. برای بررسی خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی نوکه از نمودارهای درصد وزنی Al_2O_3/TiO_2 نسبت به درصد وزنی CaO/Na_2O و Rb/Sr نسبت به Rb/Ba [۳۶] استفاده شد (شکل‌های ۸ الف و ب). در شکل ۸ الف، خاستگاه ماگمای توده نفوذی برآمده از آمیختگی دو تشکیل دهنده پلیتی و بازالتی با حدود ۲۰ تا ۵۰ درصد بازالت بوده در حالی که در شکل ۸ ب، آمیزه در بردارنده حدود ۹۰ درصد بازالت است. از مجموع این دو نمودار می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی نوکه برآمده از ذوب‌بخشی ترکیبی از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای است. این امر با حضور کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها و همراهی آن‌ها با سنگ‌های گابرویی همخوانی دارد [۱۸].

شیمی کانی

به منظور رده‌بندی، تعیین سری ماگمایی، دما، فشار و محیط زمین ساختی توده نفوذی نوکه از نتایج تجزیه نقطه‌ای عناصر اصلی کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز استفاده شد (شکل‌های ۹ تا ۱۴). در سنگ‌های مورد بررسی، کانی کلینوپیروکسن به مقدار قابل توجه دیده می‌شود. پیروکسن‌ها را با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در جایگاه‌های M1 و M2 در فرمول عمومی آن‌ها (M1M2T2O6) به گروه-های مختلفی رده‌بندی می‌کنند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های توده نفوذی نوکه در نمودار مثلثی -Wo En-Fs [۳۷] در گستره دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف).



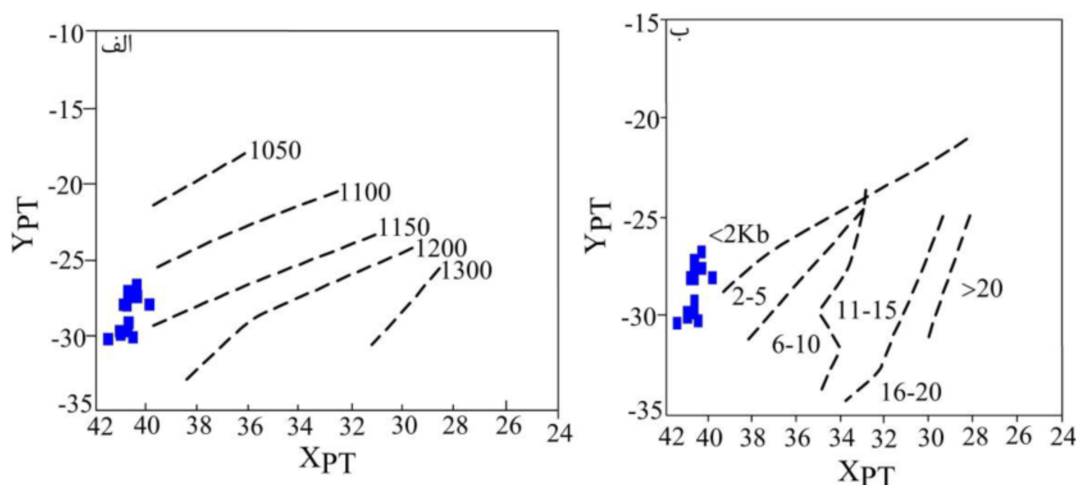
شکل ۸ جایگاه نمونه‌های توده نفوذی نوکه در نمودارهای سنگ‌زایی [۳۶]: الف) Al_2O_3/TiO_2 نسبت به CaO/Na_2O و ب) Rb/Sr نسبت به Rb/Ba.



شکل ۹ الف) جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های کوارتزمونزونیتی توده نفوذی نوکه در نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۳۷]. گستره‌ها عبارتند از: ۱- دیوپسید، ۲- هدنبرژیت، ۳- اوژیت، ۴- پیژمینیت، ۵- کلینوانستاتیت و ۶- کلینوفروسیلیت. ب و پ) تعیین سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 [۳۸] و پ) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۹]؛ ت) تعیین محیط زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Ca نسبت به Ti+Cr [۴۰].

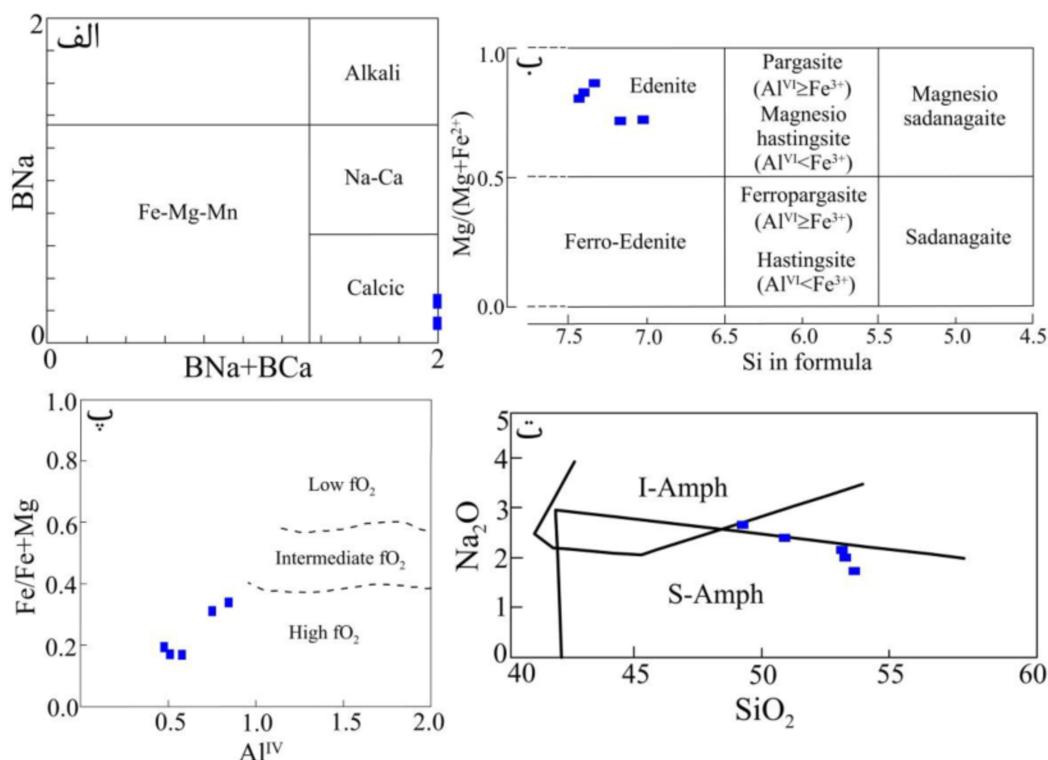
ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل گدازه‌های میزبان وابسته است، در نتیجه، این کانی کاربرد گسترده‌ای برای تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها دارد. سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌های نام برده در نمودارهای ۹ درصد وزنی Al_2O_3 نسبت به SiO_2 [۳۸] (شکل ۹ ب) و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۹] (شکل ۹ پ) مشخص شد. براساس نمودار نخست که گستره‌های نیمه قلیایی، قلیایی و پرقلیایی را تفکیک می‌کند، این کلینوپیروکسن‌ها در گستره نیمه قلیایی واقع هستند و در نمودار دوم که تفکیک کننده گستره‌های سری‌های قلیایی، تولئیتی و آهکی قلیایی است، در گستره سری آهکی قلیایی واقع می‌شوند. محیط زمین ساختی این کانی‌ها در نمودار Ca نسبت به Ti+Cr (شکل ۹ ت) [۴۰] که گستره مورب و تولئیتی را از کمان آتشفشانی تفکیک می‌کند، کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای تعیین شد. ماهیت نیمه قلیایی، آهکی قلیایی، مقدار اندک Ti (۰/۰۰) و غنی‌شدگی از عناصر Ca (۰/۸۷-۰/۹۸) و Si (۱/۹۷-۲/۰۰) در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از ویژگی‌های پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی کمان‌های آتشفشانی است که با قرار گرفتن نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان ماگمایی نیز سازگار است [۴۱]. سرانجام به منظور تعیین دما و فشار تشکیل این کلینوپیروکسن‌ها از نمودارهای شکل ۱۰ [۴۲] که بر اساس پارامترهای $X_{PT} = 0.446\ SiO_2 + 0.187\ TiO_2 - 0.404\ Al_2O_3 + 0.346\ FeO - 0.052\ MnO + 0.309\ MgO + 0.431\ CaO - 0.446\ Na_2O$ و $Y_{PT} = -0.369\ SiO_2 + 0.535\ TiO_2 - 0.317\ Al_2O_3 + 0.323\ FeO + 0.235\ MnO - 0.516\ MgO - 0.167\ CaO - 0.153\ Na_2O$ محاسبه می‌شوند، استفاده شد. براساس این نمودارها که برای تشکیل کانی کلینوپیروکسن در گستره دمایی ۱۰۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای در گستره کمتر از ۲ تا بیشتر از ۲۰ کیلوبار رسم شده‌اند، دمایی در حدود ۱۱۱۰ تا ۱۱۶۰ درجه سانتیگراد و فشاری کمتر از حدود ۲ تا ۴ کیلوبار (معادل عمق ۷ تا ۱۲ کیلومتر) برای کلینوپیروکسن‌های توده نفوذی نوکه به دست آمد.

آمفیبول‌های توده نفوذی نوکه، براساس ترکیب شیمیایی در شکل ۱۱ الف [۴۳] که این کانی را به ۴ نوع کلی کلسیمی، قلیایی، سدیم-کلسیم‌دار و آهن-منیزیم-منگنزدار تقسیم می‌کند، در گستره کلسیمی و در شکل ۱۱ ب [۴۴] که آمفیبول‌های کلسیمی را به گروه‌هایی تقسیم می‌کند در گستره ادنیت قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های کلسیمی شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند [۴۵]. گریزندگی اکسیژن در نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg [۴۶] برای این آمفیبول‌ها در گستره گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرد (شکل ۱۱ پ) که نشان دهنده تشکیل این توده نفوذی در ارتباط با مرزهای ورقه‌های همگراست. محیط زمین ساختی این کانی در نمودار درصد وزنی SiO_2 نسبت به Na_2O [۴۷] که دو گستره آمفیبول‌های مناطق کششی درون صفحه‌ای و مناطق فرورانشی را از هم تفکیک می‌کند، تاحد زیادی در گستره فرورانش قرار می‌گیرد (شکل ۱۱ ت).



شکل ۱۰ نمودارهای X_{PT} نسبت به Y_{PT} برای تعیین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها [۴۲].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

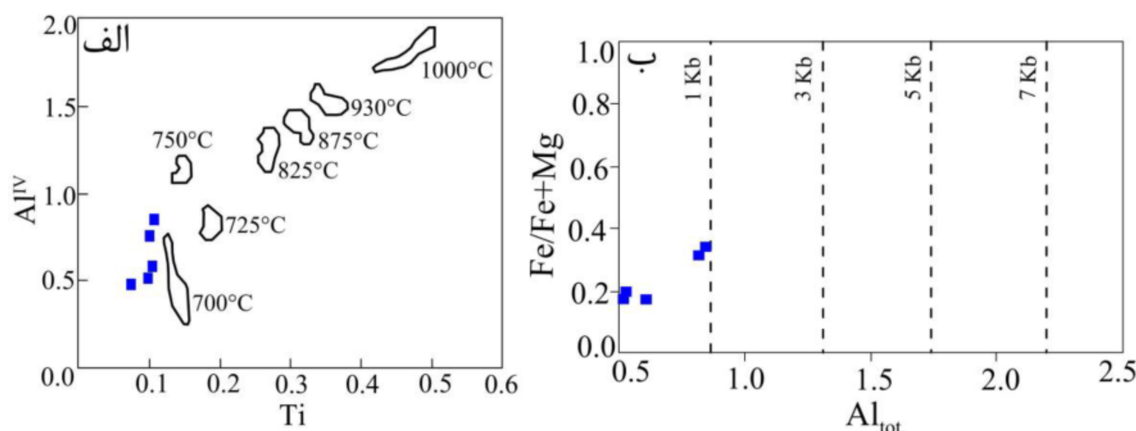


شکل ۱۱ الف و ب) جایگاه ترکیبی آمفیبول‌های نمونه‌های کوارتزمونزونیتی توده نفوذی نوکه در نمودار BNa+BCa نسبت به BNa [۴۳] و نمودار Si نسبت به $Mg/Mg+Fe^{2+}$ [۴۴]. پ) تعیین میزان گریزندگی تشکیل آمفیبول های مورد بررسی در نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg [۴۶]. ت) تعیین محیط زمین‌ساختی آمفیبول های توده نفوذی نوکه در نمودار درصد وزنی SiO_2 نسبت به Na_2O [۴۷].

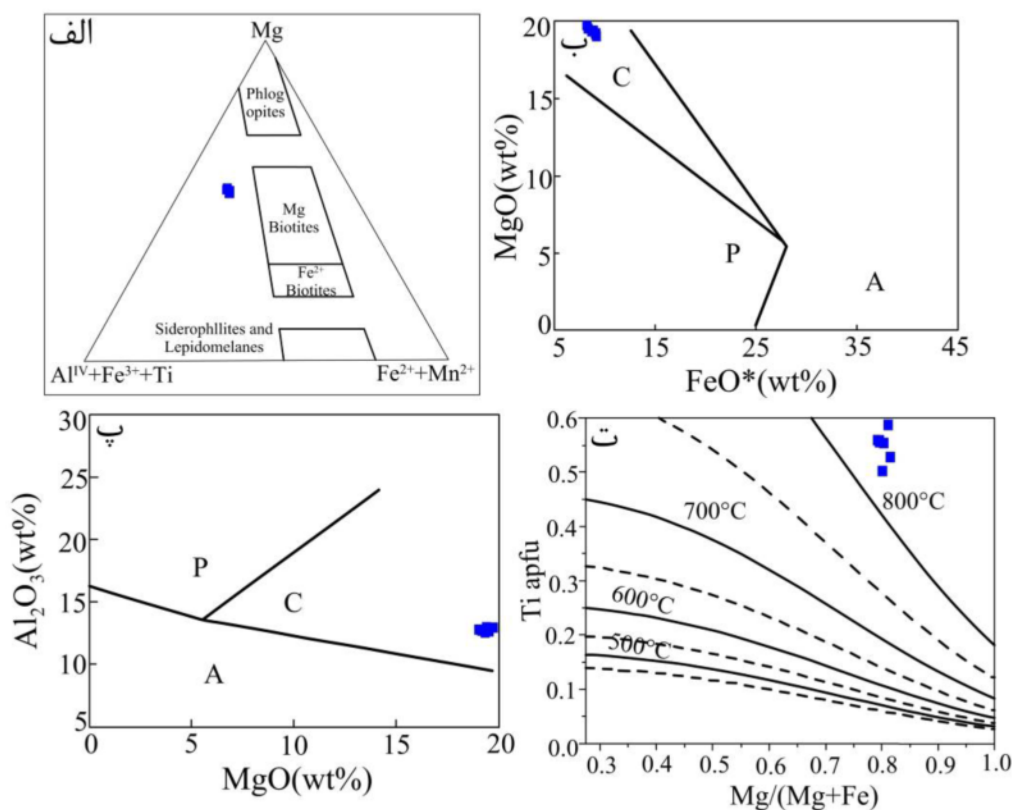
آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به انواع وابسته به مناطق کششی درون صفحه‌ای دارند [۴۷]. در ساختار آمفیبول‌ها، کاتیون‌هایی چون تیتانیوم، آلومینیوم چاروجهی و آلومینیوم کل نسبت به دما و فشار حساس هستند به طوری که افزایش دما سبب افزایش مقدار تیتانیوم و آلومینیوم چاروجهی و افزایش فشار نیز موجب افزایش مقدار آلومینیوم در ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌شود [۴۸]. به منظور تعیین دما و فشار تشکیل این آمفیبول‌ها از دماسنجی Ti نسبت به Al^{IV} (شکل ۱۲ الف) [۴۹] و فشارسنجی کل Al نسبت به Fe/Fe+Mg [۴۳] (شکل ۱۲ ب) استفاده شد. براساس این نمودارها، آمفیبول‌های توده نفوذی نوکه در دمایی نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشاری کمتر از ۱ کیلوبار تشکیل شده‌اند.

بیوتیت مهم‌ترین میزبان آلومینیوم اضافی در گرانیت‌های بدون کانی‌های آلومینوسیلیکات، گارنت و کردیریت است و بنابراین به طور مستقیم پرآلومین بودن ماگمای میزبان را نشان می‌دهد [۵۰]. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}+Mn^{2+}$ [۵۱] که بر اساس مقادیر نسبی این کاتیون‌ها رسم شده است، نزدیک به گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ الف). در نمودارهای درصد وزنی FeO^* نسبت به MgO [۴۷] (شکل ۱۳ ب) و MgO نسبت به Al_2O_3 [۵۲] (شکل ۱۳ پ) که سه محیط زمین ساختی A (گرانیت‌های غیرکوهزایی قلیایی)، P (پرآلومین شامل گرانیت‌های برخوردی نوع S) و C (گرانیت-های کوهزایی آهکی قلیایی وابسته به فرورانش که شامل گرانیت‌های I می‌شوند) را برای کانی بیوتیت از هم تفکیک می‌کنند، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی قرار می‌گیرند که این امر با نتایج برآمده از شیمی سنگ کل نمونه-ها همخوانی دارد. دمای تبلور این بیوتیت‌ها در نمودار توصیفی دماسنجی براساس تغییرات Mg/Mg+Fe نسبت به Ti [۵۳] (شکل ۱۳ ت) بیش از ۸۰۰ درجه سانتیگراد است بررسی‌ها نشان می‌دهند که قلمرو پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم در دماهای پایین بسیار گسترده است، در حالی که منطقه پایداری تیتانیوم و منیزیم با افزایش دما گسترش می‌یابد [۵۴].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]



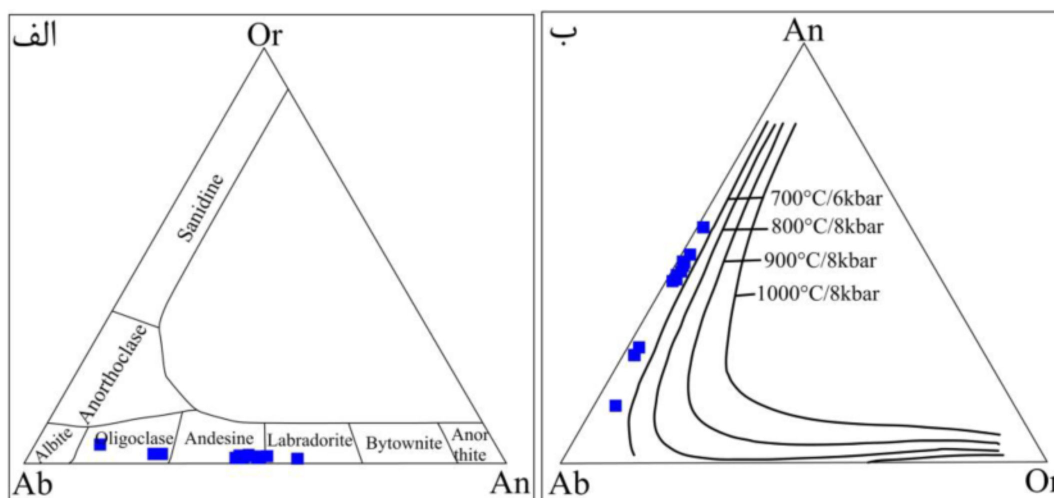
شکل ۱۲ الف) تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌های توده نفوذی نوکه در نمودار Ti نسبت بـه Al^{IV} [۴۹] و ب) تعیـین فـشار تـشکیل ایـن کـانی در نمودار Altot نسبت به Fe/Fe+Mg [۴۶].



شکل ۱۳ الف) تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده نفوذی نوکه در نمودار مثلثـی $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}+Mn^{2+}$ [۵۱]، ب و پ) تعیـین محیط زمین ساختی این کانی در نمودارهای درصد وزنی FeO^* نسبت به MgO [۵۲] و MgO نسبت به Al_2O_3 [۵۲]. ت) تعیین دمـای تـشکیل این کانی در نمودار Mg/Mg+Fe نسبت به Ti [۵۳].

پلاژیوکلازها به عنوان فـراوان‌تـرین کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز سنگ‌های آذرین، سری محلول جامدی را بین دو قطب آلبیـت به فرمـول $NaAlSi_3O_8$ و آنورتیـت بـه فرمـول $CaAl_2Si_2O_8$ تشکیل می‌دهند که از سیلیکات‌های داربستی هستند. از شیمی کانی پلاژیوکلاز بـه منظـور تعیـین ترکیـب شـیمیایی و دمـای تشکیل این کانی در توده نفوذی نوکه استفاده شد (شـکل ۱۴). در نمـودار مثلثـی Ab-An-Or، ترکیـب شـیمیایی ایـن کـانی (An=۱۳٫۵۸-۵۶٫۱۱) در گـــستره الیگـــوکلاز، آنـــدزین و لابرادوریت [۵۵] (شکل ۱۴ الف) و دمای تـشکیل آن کمتـر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد [۵۶] (شکل ۱۴ ب).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]



شکل ۱۴ الف) تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای توده نفوذی نوکه در نمودار مثلثی Or-Ab-An [۵۵]. ب) تعیین دما و فشار تشکیل این کانی در نمودار مثلثی An-Ab-Or [۵۶].

برداشت

۱) بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب توده نفوذی نوکه مونزونیت- کوارتزمونزونیت و گرانیت- گرانودیوریت است و پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی و بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن کانی‌های فرعی سازنده آن هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها، دانه‌ای بوده و بافت‌هایی چون گرانوفیری و میرمکیتی به‌عنوان بافت فرعی در آن حضور دارند.

۲) در نمودار رده‌بندی SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O، ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در گستره مونزونیت- کوارتزمونزونیت و گرانیت- گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

۳) از دیدگاه شاخص اشباع آلومینیوم، سنگ‌های بررسی شده از نوع متاآلومین تا پرآلومین هستند.

۴) سری ماگمایی سازنده توده نفوذی بررسی شده نیمه قلیایی و آهکی قلیایی بوده و در پهنه کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای پدید آمده است.

۵) غنی‌شدگی LREE/HREE، همچنین ناهنجاری مثبت عناصری چون Th ،La و Rb در کنار ناهنجاری منفی عناصری چون P ،Nb و Ti نشانگر پهنه فعال کرانه قاره‌ای و تشکیل ماگمای سازنده توده نفوذی از پوسته قاره‌ای زیرین است؛ همچنین می‌توان آمیختگی مقداری از مواد گوشته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها دخیل دانست بطوری که می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی نوکه برآمده از ذوب‌بخشی ترکیبی از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای است.

۶) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های این توده نفوذی در حد دیوپسید است و در دمایی حدود ۱۱۱۰ تا ۱۱۶۰ درجه سانتیگراد و فشاری کمتر از حدود ۲ تا ۴ کیلوبار تشکیل شده-اند.

۷) آمفیبول‌های توده نفوذی نوکه از نوع ادنیت و در گستره گریزندگی بالای اکسیژن و وابسته به منطقه فرورانش هستند. این کانی‌ها در دمایی نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشاری کمتر از ۱ کیلوبار تشکیل شده‌اند.

۸) بیوتیت‌ها نزدیک به گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آهکی قلیایی قرار می‌گیرند. دمای تبلور این کانی‌ها بالای ۸۰۰ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود.

۹) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از An=۱۳٫۵۸ تا An=۵۶٫۱۱ متغیر است و در گستره الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت قرار می‌گیرند و دمای تشکیل آن‌ها کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه‌های لرستان و صنعتی شاهرود به سبب حمایت‌های مالی و معنوی از انجام این پژوهش قدردانی می‌کنند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

مراجع

[1] Nabavi M. H., *"An Introduction to the Geology of Iran"*, Geological Survey of Iran (1976) 109 pp (in Persian).

[2] Samadi M., *"Petrography, petrogenesis and geochemistry of igneous rocks, in the region north to northeast of semnan"*, MSc Thesis, Teacher Training University of Tehran, Tehran, Iran (1998) (in Persian).

[3] Shahhosseini E., *"Petrology, geochemistry and mineralization potential of igneous rocks in north-northeast semnan"*, MSc Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2007) (in Persian).

[4] Ghiasvand A. R., *"Mineralogy, geochemistry and origin of iron deposits in north of semnan"*, MSc Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (2005) (in Persian).

[5] Alavi Naini M., *"Etude geologique de la region de djam"*, Geological Survey of Iran Number 23 (1972) 288p.

[6] Alavi Naini M., *"Geological map of Iran, 1:100000 series Jam sheet"*, Geological Survey of Iran, Tehran (1996) (in Persian).

[7] Eftekhar Nazhad J., *"Tectonic classification of Iranin relation to depositional basins"*, Journal of Iranian Petroleum Society 82 (1980) 19–28 (in Persian).

[8] Eftekhar Nazhad J., *"Geology of Iran and adjacent countries"*, (1993) 150p (in Persian).

[9] Nabavi M. H., *"Geological map of Iran, 1:100000 series Semnan sheet"*, Geological Survey of Iran, Tehran (1987) (in Persian).

[10] Kamran S., *"Petrology and isotope geochemistry of igneous rocks in the north-northeast of semnan (Central Iran)"*, Phd Thesis, Lorestan University, Khorram Abad, Iran (2018) (in Persian).

[11] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37 (1994) 215-224.

[12] Oconnor J. T., *"A classification for qurtz-rich igneous rocks based on feldspar ratios"*, United States Geological Survey Professional Papers 525-B (1965) 79-84.

[13] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"*, Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523.

[14] Chappell B. W., White A. J. R., *"Two contrasting granite types"*, Pacific Geology 8 (1974) 173-174.

[15] Maniar P. O., Piccoli P. M., *"Tectonics discrimination of granitoids"*, Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635-643.

[16] Chappell B. W., Bryant C. J., Wyborn D., *"Peraluminous I-type granites"*, Lithos 153 (2012) 142-153.

[17] Furnes H., El-Sayed M. M., Khalil S. O., Hassanen M. A., *"Pan-African magmatism in the Wadi-El-Imra district, Central Desert, Egypt: Geochemistry and tectonic environment"*, Journal of the Geological Society 153 (1996) 705-718.

[18] Chappell B. W., White A. J. R., *"I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 83 (1992) 1-26.

[19] Boynton W. V., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies"*, Elsevier (1984) 63-114.

[20] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, Geological Society Special Publications 42 (1989) 313-345.

[21] Thompson R. N., *"British tertiary volcanic province"*, Scottish journal of geology 18 (1982) 49-107.

[22] Weaver B., Tarney J., *"Empirical approach to estimating the composition of the continental crust"*, Nature 310 (1984) 575-57.

[23] Wass S. Y., Roger N. W., *"Mantle metasomatism precursor to alkaline continental volcanism"*, Geochimica et cosmochimica acta 44 (1980) 1811-1823.

[24] Sirvastava R. K., Singh R. K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism"*, Journal of Asian Earth Sciences 23 (2004) 373-389.

[25] Parada M. A., Nystrom J. O., Levi B., *"Multiple source for the coastal batholith of central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic*

[39] Nisbet E. G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.

[40] Leterrier J., Maurry R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinites of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[41] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B. Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology 77 (1989) 165-182.

[42] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations"*, Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen) 119 (1997) 55-60.

[43] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman Scientificand Technical (1991) 528p.

[44] Leake B. E., Woolly A. R., Arps C. E. S., *"Nomenclature of Amphiboles"*, Europian Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[45] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald(Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald"*, Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.

[46] Anderson J. L., Smith D. R., *The effects of temperature and FO_2 on the Al- in hornblende barometer"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[47] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., Oreilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*, Lithos 99 (2007) 68-84.

[48] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986) 1297–1313.

[49] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at P_{H2O}= 5kb. Part 2: Melt evidence and tectonic implication"*, Lithos 46 (1999) 505-521.

[26] Saunders A. D., Story M., Kent R., Norry M. J., *"Consequence of plume lithosphere interactions"*, Geological Society of London Special Publications 68 (1992) 41-60.

[27] Nagudi N., Koberl Ch., Kurat G., *"Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin"*, Journal of African Earth Sciences 36 (2003) 1-14.

[28] Rollinson H. R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*, Longman Scientific and Technical (1993).

[29] Harris C., *"The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island"*, Journal of petrology 24 (1983) 424-470.

[30] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., *"Geochemical characteristics of collision zone magmatism"*, Geological society of london special publications 19 (1986) 67-81.

[31] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[32] Wilson M., *"Igneous petrogenesis a global tectonic approach"*, Unwin Hyman Ltd, London (1989) 466p.

[33] Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H., Cotton J., Defant M., *"High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines)"*, Journal of Petrology 37 (1996) 693–726.

[34] Harris N. B. W., Inger S., *"Trace element modelling of pelite-derived granites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 46-56.

[35] Middlemost E. A. K., *"Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology"*, Addison-Wesley Longman Ltd (1985).

[36] Sylvester P. J., *"Post-collisional strongly peraluminous granites"*, Lithos 45 (1998) 29-44.

[37] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes"*, American Mineralogist 73 (1988) 1123-1133.

[38] Lebas M. J., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]

compositions", Journal of Petrology 17 (1976) 139-193.

[50] Lalonde A. E., Bernard P., "*Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn interval zone of Wopmay orogen, Northwest Territories*", Canadian Mineralogist 31 (1993) 203–217.

[51] Foster M. D., "*Interpretation of the composition of trioctahedral micas*", U.S Geological Survey Professional Paper 354 (1960).

[52] Abdel-Rahman A. M., "*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas*", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[53] Henry D. J., Thomson J. A., "*The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[54] Patino Douce A. E., "*Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries and consequences form biotite stability*", Chemical Geology 108 (1993) 133-162.

[55] Deer W. A., Howie A., Zussman J., "*An introduction to the rock-forming minerals*", 17th ed, Longman Ltd (1986) 528p.

[56] Raasei P., "*Feldspar thermometry: A valuable tool for deciphering the thermal history of granulite-facies rocks, as illustrated with metapelites from srilanka*", Canadaian Mineralogist 36 (1998) 67-86.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.649]